干潟における底泥温度特性に関する研究

Field Study on Characteristic of Thermal in Bottom Mud at Tidal Flat

森本剣太郎¹・矢北孝一²・清田政幸³・滝川 清⁴

Kentaro MORIMOTO, Kouichi YAKITA, Masayuki KIYOTA and Kiyoshi TAKIKAWA

It is difficult to clarify the environmental condition in tidal flat because of the complicated interaction of atmosphere, sea water, land and creature. The thermal environment is an important factor in water quality closed relationship phytoplankton growth and activated biological. The objective of this study is to grasp the characteristic thermal from field observation and calculate the numerical thermal model simulation in the bottom mud at tidal flat. The thermal water or bottom was observed at four sites that were different in the ground level and the meteorological variables in the inter-tidal zone near Kumamoto Port. As a result, the thermal in bottom was depended on tide change and the numerical thermal model improved the accuracy with a scheme thermal diffusion.

1. はじめに

干潟は潮汐によって独自の環境を形成し、気圏、水圏、地圏と生物圏の4圏が相互に作用し合う複雑系である。干満のサイクルが、底泥や海水に新鮮な酸素を提供し内陸付加などの栄養塩を一次生産者によって分解・浄化、太陽の光や熱エネルギーが珪藻類や植物プランクトンの繁殖や生育を促進させ、ベントス、魚、野鳥に至る種々の生物生息場の提供、潮干狩りなどの親水機能など多岐に渡る。干潟の水質、底質、生物は早くから注目され数多くの既往研究があるのに対し、干潟の気圏や温度に関する研究事例（朴ら，1997；松永ら，1998；二瓶ら，2002）はあるものの前者と比べると少なく、干潟固有の複雑系を紐解くには更なる研究成果が期待される。また、昨今の生態系モデルは、湾内の海域を対象としたモデルについて十分に検討されているが干潟を含めたモデルとなると実に少なく、複雑系の簡略化や干潟占有面積の過少などの理由により無視されることが多い。しかし、有明海の干潟面積は湾内面積の約11%を占め（大阪湾0.1%，東京湾1.8%），干潟が及ぼす影響を無視することは出来ない。また、二瓶ら（2002）はマングローブ域の調査により水中に入射する日射量は水表面と底面に吸収されること、田中ら（2004）は熊本港周辺干潟において干出時に潟土が熱源であることを論じており、干潟の熱収支の重要性を説いている。

そこで本研究は、植物プランクトンや生物活動の活性

に及ぼす、また数値解析の境界条件などに必要な干潟の熱環境特性を把握することを目的として、熊本港周辺干潟において気象観測や水温・泥温について現地観測し、特に、干潟の泥温や潟土の熱拡散係数について考察を行った。さらに数値シミュレーションにより泥温分布の再現を試み、観測結果と比較した。

2. 熊本港周辺における現地観測の概要

本研究は、図-1に示す熊本港北東角に造成された人工潟湖干潟「熊本港親水緑地公園、野鳥の池（以下、野鳥の池と略す）」およびその周辺の自然干潟において現地観測を実施した。図より、野鳥の池は護岸により外海と隔てられているが、直径1mの通水管を通して潮汐により海水が自由に出入りできる。野鳥の池から北へ約160 mの干潟上に設置された気象観測塔（以下、観測塔と

図-1 野鳥の池と気象観測塔の位置

1 正 会 員 博(工)	熊本大学沿岸域環境科学教育研究センター特定事業研究員
2 正 会 員	熊本大学工学部技術部
3 学生会員	熊本大学大学院自然科学研究科
4 フェロー 工博	熊本大学沿岸域環境科学教育研究センター教授

略す)において表-1に示す観測項目を収集した。さらに、水中、潟土中の熱輸送の把握および地盤高の差異による泥温変化を捉えるため、観測塔傍の自然干潟 St.1、野鳥の池外の自然干潟 St.2、野鳥の池内の潮溜まり St.3、野鳥の池内の高潮帯 St.4の計4地点において T 型熱伝対などにより、地中の5~10深度(泥深1cm~150cm)の泥温、地表から2~10高度(1cm~300cm)の水温の鉛直プロフィール観測を行った。また、各地点における底質の中央粒径を表-2、St.1、2における土粒子密度と直径8cmの供試体長 L を底泥表層から10cm と30cm 採泥し、それぞれに対し $h/L=1, 2, 3$ の条件 (h は水位差)で行った定水位法の透水試験の平均値を表-3に示す。図-2は温度鉛直プロフィール観測の模式図であり、地盤高(D.L.表記)もあわせて記す。なお、水温を観測する各センサーは、潮位変動により水温および気温のいずれかを観測している。観測期間は2007年11月20日~12月11日であり、St.1では5秒毎のサンプリングデータを5分平均で、St.2~St.4では1分毎の瞬間値を汎用型データロガーに収録した。

3. 熱伝対の観測結果と考察

(1) 泥温の経時変動

図-3は St.1, St.2, St.4の12月2~7日までの泥温と観測地点での水位の経時変動図であり、水温・気温熱伝対センサー(底泥表層から5cm)の観測値と気象観測塔の気温も併せて示す。全地点で泥深が大きくなるに伴い泥温は高くなり、泥温変化も小さくなる様子がわかる。St.2に注目すると、干潟の泥温は干出・冠水の時刻により非常に複雑な温度変化を示している。まず冠水時は、昼夜関係なく泥深15cm付近まで水温とほぼ同じ値を示し、深度毎の温度差は小さくなっている。しかし、12月2日の昼間の満潮時においては、水温が他の日に比べ2~3℃高いため、温度差が生じている。夜間の干出時は、日射も無く、気温も低いいため、深さ毎に緩やかな温度勾配を描き、時間経過と共に徐々に泥温が下降している様子がわかる。その後、海水が流入すると同時に泥温は水温の影響を受け急激に上昇し、ほぼ時間差なく泥深15cm付近まで海水温に近い値となった。このことから大気と潟土間よりも、海水と潟土間の方がより著しい熱交換が行われていること、夜間の一潮汐の間に一日で最も大きな熱交換が行われていることが確認できた。また、昼間の干潮時は日射による加熱を受けるため、夜間の干潮時ほど泥温は下降しないことがわかる。また、St.2において、12月6日の午前0時頃に干潮となり、表層付近の泥温は約2℃まで低下する。その後朝方にかけて相対的に温かい海水が浸入し、泥温は約13℃まで上昇する。その後昼間に干潮を迎えるが、潮が引くとともに日射量が増加し、気温も上がることで、干出したと同時に海水により温め

られた潟土は日射によりさらに加熱され、表層付近の泥温は約23℃となった。そして潮が満ちてくると、半日加熱され続けた潟土は海水温よりも温度が高くなり、海水により逆に冷却される様子がわかる。このように干出のタイミングによっては一日で約20℃も泥温の変動があることがわかった。

(2) 各地点との比較

St.1は St.2に比べて泥温の変動が小さく、深度毎の温度差も小さいことがわかる。St.1は潮汐の変動に追従して泥温変動を示しているものの、変動は最大でも5℃程度しかない。この期間はちょうど小潮期であり、図中の水位が示すように St.1は12月5日と6日の夜間のわずかな時間帯にしか潮が引かないためだと考えられる。しかし、夜間に潮が引くにもかかわらず、他の地点に比べて泥温変動が小さい。これには潟土の含水率などの物理特性、

表-1 観測項目の一覧

場所	内容	観測項目
気象観測塔 (St.1)	気象	風向・風速、気温、相対湿度、降水量、気圧、4成分放射
	海象	波高
	温度	泥温と水温・気温(20ch)
St.2	温度	泥温と水温・気温(12ch)
St.3	温度	泥温と水温・気温(12ch)
St.4	温度	泥温と水温・気温(7ch)
その他	水質	塩分、水温、pH、濁度、DO、ORPなど

表-2 底質の中央粒径(μm)

泥深(cm)	St.1	St.2	St.3	St.4
0	234.9	29.0	60.0	54.8
10	131.8	29.8	79.3	51.3
20	133.1	42.5	23.8	64.4
30	53.3	45.6	25.4	55.9

表-3 St.1, 2の土粒子密度(g/cm^3)と透水係数(cm/sec)

	泥深	St.1	St.2
土粒子 密度 (g/cm^3)	0~10cm	2.81	2.56
	10~20cm	2.83	2.60
	20~30cm	2.77	2.59
透水係数(cm/sec)		4.55E-04	5.21E-05

図-2 温度観測地点の模式図

(泥温は潟土表面からの深さ、水温・気温は潟土表面からの高さ)

白川河口であるが故に滞筋や地下水などの影響により安定した温度を保っていると推察する。

St.4はSt.1とは逆に海水と潟土が接する時間が短いため、泥温の変動は気温や昼間の日射に強く影響されることが明らかとなった。また、St.4は、海水が流入してきても冠水時間が短いため、海水による熱交換は比較的小さいものとなった。また、泥深5cmにおける泥温は、泥深1cmよりも平均して5°C程高くなるという傾向が見られた。これは他の地点では見られない兆候であり、潟土の含水率や生物による攪拌などの局所的な何らかの因子が寄与しているものと考えられる。以上より、大気、海水、潟土が相互に接することが、複雑な熱交換に作用していることが明らかとなった。なお、St.3の潮溜まりは、測定誤差もしくは生物活動の影響なのか定かでないが、観測結果に疑問が残る点が数多く見られた。

4. 熱拡散係数と泥温数値シミュレーション

(1) 一次元熱伝導方程式

地中温度の鉛直方向の熱伝導方程式は、以下のとおりである(近藤, 1994)。

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = K \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$K = \frac{\lambda}{c\rho} \quad (2)$$

ここで、 K は潟土の熱拡散係数、 λ は熱伝導率、 c は比熱、 ρ は密度である。一般的に K は潟土の土粒子密度、粒度分布、含水率などの物理特性によって変化するパラメータであり、潟土中の温度分布または熱輸送に重要なパラメータである(朴ら, 1997)。

(2) 熱拡散係数

朴ら(1997)と林ら(2000)は、式(1)の解法に昼夜や潮汐による温度変動の振幅と位相差に注目して熱拡散係数 K を求めている。また、松永ら(1998)は、冠水時の観測値を式(1)に入力し熱拡散係数を求めている。本研究では、式(1)の一次元非定常方程式を差分法・陰解法のSOR法(Successive Over Relaxation: 逐次過小緩和法)を用いて熱拡散係数を算出した。図-4は算出した熱拡散係数を、横軸を冠水および干出しはじめた時間を基準とした時系列変化の一例であり、冠水時と干出時に区

図-3 St.1, St.2, St.4における観測値の泥温鉛直プロファイルの経時変化(2007/12/02~2007/12/07)

図-4 St.1における冠水・干出し始めからの経過時間と熱拡散係数

(左：泥深5cm, 左：泥深30cm, 左：泥深150cm)

別して表現した。なお、凡例下の拡散係数は、算出した値のうち上位・下位それぞれ10%の値を取り除いた平均値である。St.1の泥深5cm, 30cm, 150cmである。図より、いずれの条件においても熱拡散係数に大きなバラツキが生じている。これは、調査地点St.1はハマグリ、アサリ、シオフキガイ、アナジャコ、ゴカイなどの底生生物が数多く生息しており、センサー付近での巣穴や生態活動に伴う海水や底泥の移動・攪拌による温度変動も考えられるが、朴ら（1997）と林ら（2000）の観測結果においても同様にバラツキが生じており、観測誤差の範囲内と考える。また、どの泥深においても熱拡散係数は、冠水時よりも干出時の方が小さい傾向にあり、水分量が増大すると熱拡散係数は小さくなるという理論（八幡, 1975; William ら, 2004）と反する結果となっており、潮汐を考慮する必要がある。

(3) 泥温の数値シミュレーション

数値シミュレーションは、鉛直方向のメッシュ間隔は1cmとし、このメッシュに与える初期泥温は11/26の0時の観測値をスプライン関数で補間した。また、境界条件として、5分平均の観測値の泥深1cmと最深部の温度を与えた。計算結果を図-5に示す。上段から下段にかけては観測値、および以下に記す計算手法の算出値である。

a) 一次元熱伝導方程式を用いた計算結果 (Step1)

Step1は式(1)を用い、底泥は均一粒子であると仮定し、干潮時の熱拡散係数 $0.01 \text{ cm}^2/\text{sec}$ 、満潮時 $0.03 \text{ cm}^2/\text{sec}$ として計算を行なった。その結果、全層での周期的な泥温変動はある程度精度良く再現することができ、また上層と下層での温度差も良く再現することができた。しかし、泥深15~50cmを中心に観測値と比べて小さくなる、泥温上昇のピーク時の表層付近の泥温分布を過大評価してしまうなどの問題点も見られた。特に、泥深30cmの計算結果は実測値と大きく異なる結果となった。干潟の泥温を考えると、干潟の最大の特徴である潮汐による影響を十分に考える必要がある。

図-5 St.1における泥温の観測値と数値シミュレーション
(上段：観測値, 中段：Step1, 下段：Step2)

b) 浸透水流動を考慮した一次元熱伝導方程式 (Step2)

前節でも述べたように、潮汐の変動が泥温変動に与える影響は重大であると考えられる。海水が流入したと同

時に表層付近の泥温が急激に上昇している様子を見ると、浸入してきた海水が地表面から潟土内を瞬時に温めるのではなく、潟土の土粒子の間に相対的に温かい海水が浸透したと考えられる。そこで Step2 として、泥温上昇期、すなわち潮汐により干潟に海水が流入したときの数値計算の再現性の向上を図るため、以下に示す、浸透水流動に伴う熱の流れを考慮した一次元熱伝導方程式を用いることとする (八幡, 1975)。

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = K \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} - v \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (3)$$

ここで、 v は単位面積を通じて1秒間に浸透移動する水量であり、以下の式で表される。

$$v = q_z = -k_z \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (4)$$

ここで、 k_z は透水係数、 ϕ は水頭ポテンシャルである。なお、透水係数 k_z は 30cm 以浅では表-3 に示す 4.55×10^4 、それ以深では朴ら (1997) の 1.0×10^6 を参考にした。本研究では水頭ポテンシャルを算出するための十分な観測が行われていないため、 v は以下の式により推算した。

$$v \cong -k_z \frac{dH}{dL} \quad (5)$$

ここで、 dH は水深、 dL は各地点の熱伝対センサーの最大の深さを表す。以上の式を用いた計算結果を図-5 の下段に示す。なお、熱拡散係数は干潮・満潮時ともに図-4 を参考とし $0.024 \text{ cm}^2/\text{sec}$ とした。

Step1 と Step2 を比較すると、Step2 は上層と下層の温度差をより精度良く再現することができた。また泥温上昇期や泥温ピーク時の再現性は顕著に良くなったと考えられる。今後、熱拡散係数の与え方や初期値、境界条件の与え方次第でさらに精度良く再現することが可能であるとえられる。

5. 結語

本研究では気象観測および泥温・水温の鉛直プロフィール観測を行い、干潟における熱環境特性を明らかにした。また実測値と数値モデルを用い、泥温の再現計算を行った。以下にその主要な結果を示す。

(1) 海水による熱環境の影響は地表面だけでなく、潟土内の温度分布にも重大な影響を及ぼすことが確認された。

(2) 地盤高の違いによる干出冠水時間の違いにより異なる泥温分布、泥温変動を示すことが明らかとなった。つまり、大気、海水、潟土の三者による熱の交換が干潟の熱環境に大きく影響を及ぼすものと考えられる。

(3) 底泥の熱拡散係数は場所 (底質性状) や泥深によって異なり、また、バラツキも確認できた。しかも、間隙

水が少ない深い地点ほど熱拡散係数が大きくなる結果を得た。このことから潮汐による潟土間隙への影響を考慮する必要がある。

(4) 泥温の数値計算において、一次元熱伝導方程式に浸透流の影響を考慮した第二項を追加することにより、再現性は良くなった。このモデルは干潟における泥温の再現に有効だと考えられる。

ただし、本計算では冠水時には海水が潟土に浸入するおよび干出時に潟土から排水する海水量を無視しており、海水 (間隙水) の質量保存則を満足しておらず、時系列の含水率の変動追跡調査などを行う必要がある。しかし、提案した計算式は鉛直一次元の簡素な式であり、水質モデルなどの境界条件としても容易に導入できるものと考ええる。最後に、本研究の対象地点は、底生生物が数多く生息し (倉原ら, 2007) 生態活動の影響を強く受けるため、これ以上の観測精度の向上は困難と思われる。また、高精度の精緻化やシミュレーションの再現性も必要であるが、データを蓄積し、松永ら (1998) や永尾ら (2007) のように気温や日照など AMeDAS など観測されている一般的な気象情報から泥温数値シミュレーションができるように汎用性を持たせることも必要であり、今後の検討課題である。

参考文献

- 倉原義之介・森本剣太郎・増田龍哉・鐘ヶ江潤也・古川恵太・滝川 清 (2007)：干潟環境再生に向けた生物生息環境評価モデルの活用に関する検討，海岸工学論文集，第54巻，pp.1401-1405.
- 児玉真史・松永信博 (1999)：冬季干潟における熱環境特性と底生藻類の分布，海岸工学論文集，第46巻，pp.1126-1130.
- 近藤純正 (1994)：水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—，朝倉書店，pp.128-159.
- 近藤純正 (2000)：地表面に近い大気科学—理解と応用—，東京大学出版会，pp.137-144.
- 永尾謙太郎・滝川 清・森本剣太郎・田淵幹修・芳川 忍 (2007)：干潟域における熱収支過程のモデル化と現地適用性の検討，海岸工学論文集，第54巻，pp.1141-1145.
- 成松 明・田中健路・森本剣太郎・滝川 清 (2005)：乱流渦相関法を用いた有明海干潟上の地表面フラックス直接観測，海岸工学論文集，第52巻，pp.1081-1085.
- 二瓶泰雄・綱島康雄・佐藤正也・青木康哲・佐藤慶太・灘岡和夫 (2002)：現地観測に基づくマングロープ域の水温・放射環境に関する研究，海岸工学論文集，第49巻，pp.1206-1210.
- 朴 鐘和・中山哲蔵・瀬口昌洋 (1997)：沿岸干潟域における底泥の環境特性，水工研研報，pp.1-19.
- 松永信博・児玉真史・福田和代・杉原裕司 (1998)：干潟における熱収支の観測，海岸工学論文集，第45巻，pp.1056-1060.
- 八幡敏雄 (1975)：土壌の物理，東京大学出版会，pp.131-133.
- 林文慶・田中昌宏 (2000)：沿岸域干潟底質の熱環境の観測，鹿島技術研究所年報，第48号，pp.111-114.
- William, A. J. and Robert H. (2004)：土壌物理学—土中の水・熱・ガス・化学物質移動の基礎と応用—，築地書館，pp.180-183.